

Właściwości optyczne aerozolu nad Bałtykiem w świetle badań wykonanych w ramach projektu SatBałtyk

A. Rozwadowska, P. Makuch, P. Markuszewski, T. Petelski, D. Gutowska, P. Pakszys

Instytut Oceanologii PAN, Sopot, ul. Powstańców Warszawy 55, ania@iopan.gda.pl

Wstęp

Znajomość właściwości optycznych aerozolu jest niezbędna zarówno w badaniach klimatycznych, jak i do korekcji atmosferycznej pomiarów wykonywanych z poziomu satelitów. Bałtyk jest morzem wewnętrznym, co powoduje, że aerozol atmosferyczny występujący nad Bałtykiem jest silnie zmienny. W zależności od cyrkulacji atmosferycznej i warunków meteorologicznych ma on charakter bardziej morski lub kontynentalny. Pomimo specyfiki i zmienności aerozolu bałtyckiego w literaturze brak jest prac dotyczących jego właściwości optycznych i opartych na pomiarach wykonywanych na statkach.

W ramach projektu SatBałtyk prowadzono badania właściwości optycznych aerozolu nad Bałtykiem. Podczas rejsów r/v Oceania na Morze Bałtyckie wykonywano pomiary współczynników rozpraszania (całkowitego i do tyłu) i absorpcji aerozolu. Celem niniejszej pracy jest wyróżnienie klas właściwości optycznych aerozolu charakterystycznych dla rejonu Bałtyku i powiązanie ich z kierunkiem napływu mas powietrza i prędkością wiatru. W pracy wykorzystano analizę skupień, która jest jedną z powszechnie stosowanych metod grupowania. Analiza skupień była stosowana w badaniach m. in. wpływu rodzaju transportu atmosferycznego na koncentrację zanieczyszczeń (np. Moody i Galloway 1988; Harris i Kahl 1990), wpływu transportu na zmienność własności optycznych aerozolu arktycznego (Rozwadowska i in. 2010) oraz do klasyfikacji właściwości aerozolu (Treffeisen i in. 2004; Omar i in. 2005, Friedman i in. 2009).

1. Metodyka i pomiary

W pracy wykorzystano pomiary osłabiania światła przez aerozol zgromadzony na filtrze oraz pomiary współczynników rozpraszania światła przez aerozol atmosferyczny wykonane podczas szesnastu rejsów bałtyckich r/v Oceania w latach 2012 i 2013. Pomiary współczynnika rozpraszania i rozpraszania do tyłu dla aerozolu bałtyckiego wykonano nefelometrem integrującym model 3563 firmy TSI (Sheridan i Ogren 2006). Przyrząd pracuje w trzech kanałach spektralnych (450, 550, 700 nm). Do wskazań nefelometru zastosowano zmodyfikowaną poprawkę wg Anderson i Ogren (1998). Osłabianie światła przez aerozol zgromadzony na filtrze (transmisji światła przez filtr) mierzono etalometrem AE31 firmy Magee Scientific Company (ang. Aethalometer; Hansen 2005). Przyrząd wykonuje pomiary w trybie ciągłym w 7 kanałach spektralnych: 370, 470, 520, 590, 660, 880 and 950 nm. Pomiarom właściwości aerozolu towarzyszyły standardowe obserwacje meteorologiczne.

Pomiary transmisji światła przez aerozol osadzony na filtrze oraz pomiary współczynnika rozpraszania światła zostały wykorzystane do odtworzenia współczynnika absorpcji światła przez aerozol. Zastosowano zmodyfikowaną wersję metodyki przedstawionej w pracy Remiszewskiej (2009).

W niniejszej pracy do klasyfikacji właściwości aerozolu został zastosowany niehierarchiczny algorytm grupujący (analiza skupień), metoda k-średnich (ang. k-means; Dorling i in. 1992). Ponieważ celem tej pracy jest wyróżnienie charakterystycznych typów aerozolu występujących nad Bałtykiem, w grupowaniu wzięto pod uwagę wyłącznie wielkości fizyczne charakteryzujące typ aerozolu, a nie jego ilość w atmosferze, czyli albedo jednokrotnego rozpraszania dla długości fali 550 nm, $SSA(550)$, stosunek współczynnika rozpraszania wstecz do całkowitego współczynnika rozpraszania dla długości fali 550 nm, $b_b/b(550)$, oraz wykładnik Ångströma widma współczynnika osłabiania, AE , obliczony dla długości fali światła 450 i 700 nm.

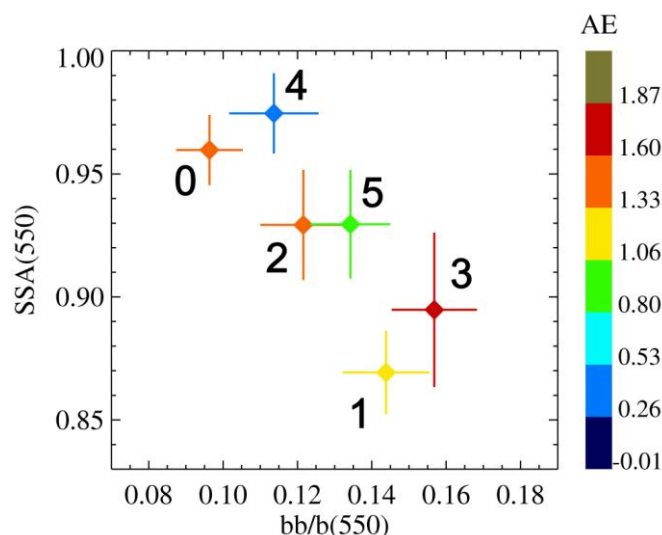
Ponadto w pracy wykorzystano sześciodniowe wsteczne trajektorie powietrza dochodzącego nad rejon badań na wysokość 500 n.p.m. obliczone przy wykorzystaniu modelu HYSPLIT (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). Trajektorie wyznaczono dla dwóch wybranych punktów reprezentujących wschodnią ($\varphi=55.000^\circ$ N, $\lambda=18.500^\circ$ E) i zachodnią ($\varphi=54.900^\circ$ N, $\lambda=15.500^\circ$ E) część południowego Bałtyku. Obliczenia wykonano dla 0, 6, 12, 18 UTC. Poszczególnym danym pomiarowym przypisano trajektorie najbliższe pod względem czasu i przestrzeni. W pracy wykorzystano również powierzchniowe rozkłady koncentracji aerozoli siarczanowych, aerozoli pochodzących ze spalania materii organicznej oraz pyłu mineralnego (aerozol mineralny pochodzący z pustyń i półpustyń) nad Bałtykiem, uzyskane z modelu NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System Global Aerosol Model; http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol-bin/aerosol/display_directory_all?DIR=/web/aerosol/public_html/globaer/ops_01/europe/).

2. Wyniki i wnioski

Wyróżniono 6 klas aerozolu, różniących się istotnie własnościami optycznymi. Na rysunku 1 przedstawiono wartości średnie i odchylenia standardowe podstawowych właściwości optycznych aerozolu dla poszczególnych klas, tj. stosunku współczynników rozpraszania do tyłu i rozpraszania całkowitego $b_b/b(550)$, albedo pojedynczego rozpraszania $SSA(550)$ oraz wykładnika Ångströma współczynnika osłabiania AE . Wyróżnione klasy różnią się również pod względem wartości współczynnika osłabiania światła $c(550)$ (Rys.2a), nachylenia widma współczynnika absorpcji AE_{abs} (Rys.2b), modelowych koncentracji aerozoli siarczanowych przy powierzchni morza (Rys.3a), prędkości wiatru będącego wskaźnikiem generacji lokalnego aerozolu morskiego (Rys.3b) oraz historii mas powietrza (Rys.4 i 5).

Aerozol należący do klasy 0 jest aerozolem kontynentalnym z wpływami morskimi. Klasa ta charakteryzuje się najwyższymi wartościami współczynnika osłabiania (0.11 km^{-1}), stężenia siarczanów ($2.8 \mu\text{g}/\text{m}^3$) oraz najwyższą średnią prędkością wiatru (6.8 m/s). Wysoka koncentracja submikronowych aerozoli siarczanowych z dodatkiem aerozolu morskiego pochodzącego z załamywania się fal powoduje wysokie wartości wykładnika Angstroema dla rozpraszania i osłabiania światła ($AE_{scat}=1.42$, $AE=1.40$) przy niskich wartościach $b_b/b(500)$ (0.096). $AE_{abs} \sim 1$ sugeruje, że za absorpcję światła w tej klasie odpowiedzialny jest głównie węgiel cząsteczkowy. Aerozol kontynentalny należący do tej klasy związany jest z napływem powietrza z Europy, z sektora południowego (W-S-E) przy niskim prawdopodobieństwie wystąpienia deszczu wzdłuż trajektorii powietrza.

Aerozol należący do klasy 2 jest z wiązany głównie z adwekcją nad Południowy Bałtyk



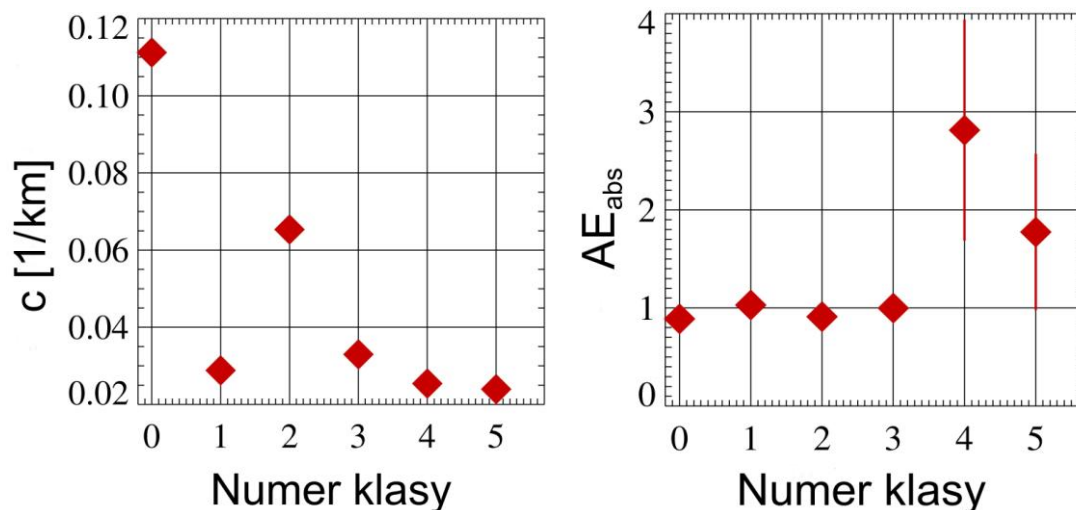
Rys. 1

Średnie w poszczególnych klasach i odchylenia standardowe wielkości uwzględnionych w analizie skupień: stosunku współczynnika rozpraszania do tyłu do całkowitego $b_b/b(550)$, albedo pojedynczego rozpraszania $SSA(550)$ i wykładnika Ångströma współczynnika osłabiania AE . Wszystkie przedstawione wielkości są bezwymiarowe.

powietrza atlantyckiego, silnie przetransformowanego podczas przepływu nad kontynentem europejskim. Nad Bałtyk powietrze to napływa z sektora południowego (SW-S-NE). Aerosol należący do klasy 2 charakteryzuje się najwyższym współczynnikiem absorpcji ($a=0.0052 \text{ km}^{-1}$) i dużo niższymi niż klasa 0 współczynnikami rozpraszania i osłabiania ($b=0.060 \text{ km}^{-1}$, $c=0.065 \text{ km}^{-1}$). Wyższe niż w klasie 0 wartości $b_b/b(550)$, AE (1.60) i AE_{scat} (1.65) oraz niższa średnia prędkość wiatru (5.9 m/s) sugerują mniejszy udział lokalnego aerozolu pochodzącego z załamywania się fal w tej klasie, a wysokie stężenie siarczanów ($2.3 \mu\text{g}/\text{m}^3$) świadczy o dużym wpływie aerozolu antropogenicznego. W absorpcji dominuje węgiel cząsteczkowy ($AE_{\text{abs}} \sim 1$).

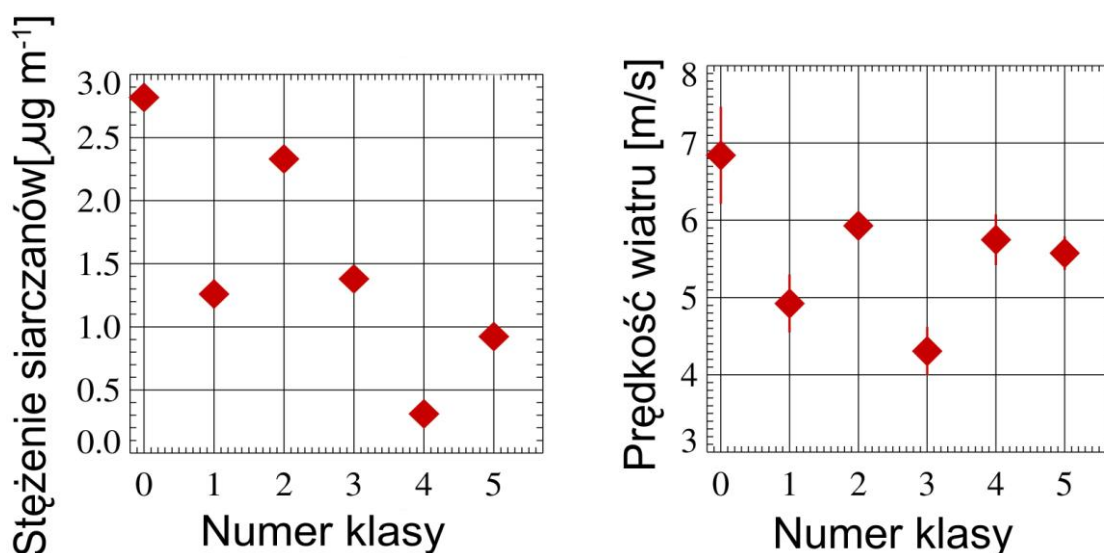
Aerosol należący do klasy 4 wykazuje najbardziej morskie cechy ze wszystkich wyróżnionych klas aerozolu. Charakteryzuje się bardzo niskimi wartościami współczynników a (0.001 km^{-1}), b (0.025 km^{-1}) i c (0.026 km^{-1}), najniższym stężeniem siarczanów ($0.3 \mu\text{g}/\text{m}^3$) oraz najniższymi wartościami AE i AE_b (~ 0.5). Niskie wartości AE_b i $b_b/b(550)$ świadczą o stosunkowo dużym udziale dużych cząstek masywnej. Klasa 4 jest jedną z dwóch klas, w których wykładnik Ångströma współczynnika absorpcji jest znacząco wyższy od 1 ($AE_{\text{abs}}=2.8$), co sugeruje dominujący wpływ na absorpcję w tej klasie tzw. „brown carbon”, czyli związków organicznych absorbujących światło. Osłabianie światła przez aerosol należący do tej klasy jest w najwyższym stopniu spowodowany przez rozpraszanie (najwyższa wartość $SSA(550)=0.975$). Średnia prędkość wiatru jest stosunkowo wysoka i wynosi $\sim 5.8 \text{ m/s}$. Klasa 4 jest związana z napływem powietrza z Arktyki i północnego Atlantyku przez Cieśniny Duńskie lub od północy i północnego zachodu przez Skandynawię a następnie wzdłuż osi Bałtyku.

Klasa 5 jest zbliżona do 4, jednak w tym przypadku adwekcja z północnego Atlantyku jest wolniejsza. Widać nieco większy wpływ lądu (wpływ antropogeniczny) na właściwości



Rys.2

Średnie i odchylenia standardowe średnich współczynników osłabiania c oraz wykładnika Ångströma współczynnika absorpcji AE_{abs} w poszczególnych klasach.

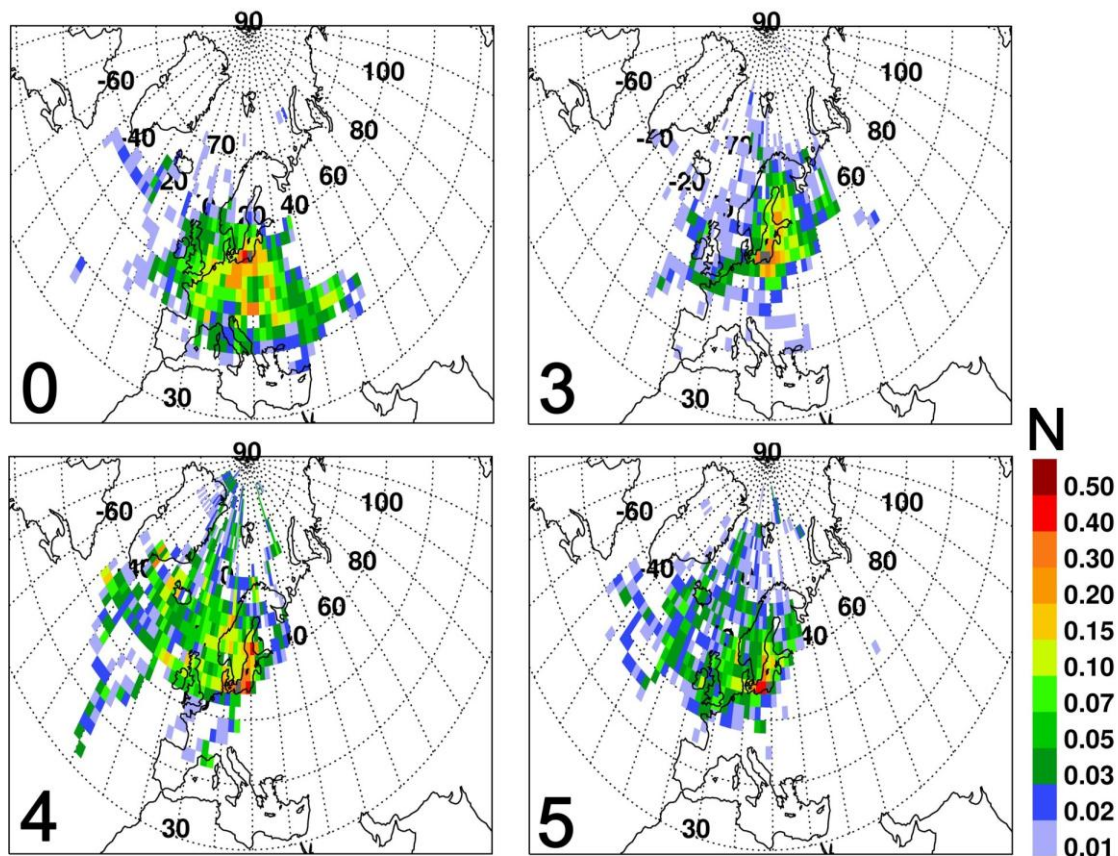


Rys.3

Srednie i odchylenia standardowe średnich przypowierzchniowych stężeń siarczanów (z modelu NAAPS) oraz prędkości wiatru na wysokości 10 m n.p.m. w poszczególnych klasach.

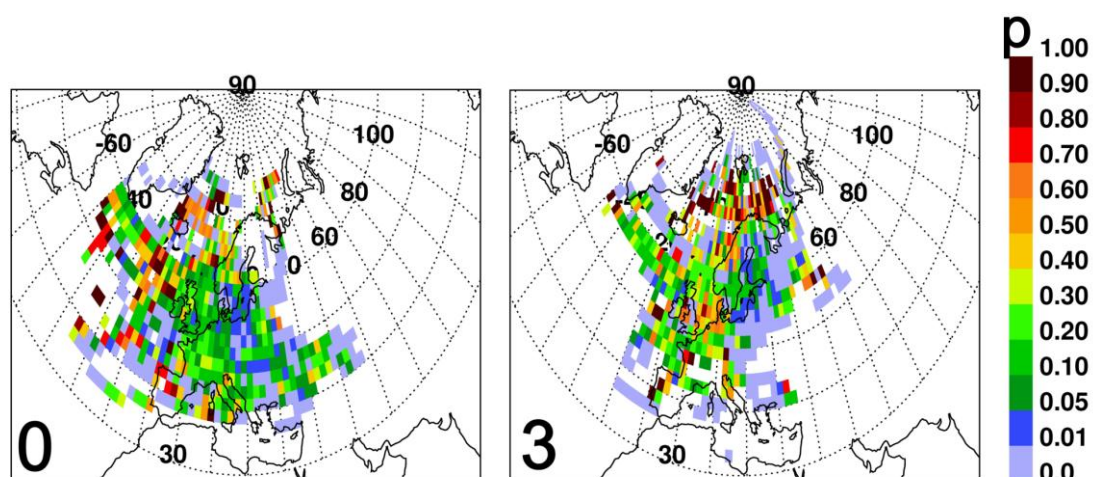
optyczne aerozolu w tej klasie. Podobnie jak w klasie 4, absorpcja jest zdominowana przez związki organiczne ($AE_{abs} = 1.8$).

Do klasy 3 należy aerosol arktyczny, który nad Południowy Bałtyk napływa z północy i północnego wschodu przez Finlandię, Państwa Bałtyckie i północną Polskę. Najniższa spośród wszystkich klas średnia prędkość wiatru (4.3 m/s), przepływ powietrza z Arktyki głównie nad lądem oraz bardzo niska wilgotność powietrza (prawdopodobieństwo wystąpienia opadu < 5%) powodują najwyższe spośród wszystkich klas wartości AE (1.7), AE_b (1.75) i $b_b/b(550)$ (0.157). Pomimo, że klasa ta charakteryzuje się stosunkowo niskim SSA(550) (0.895), najwyższym średnim stężeniem aerozolu pochodzącego z pożarów (0.42



Rys.4

Kierunki napływu mas powietrza na wysokość 500 nad stację podczas pomiarów właściwości aerozolu należących do danych klas. Numer na rysunku oznacza numer grupy. N jest łączną liczbą punktów trajektorii powietrza napływającego nad stację i znajdujących się w danym „piksela”, normowaną do średniej liczby punktów w „piksela” zawierających punkty końcowe trajektorii – stacje.



Rys.5

Prawdopodobieństwo wystąpienia opadu w danym „piksela” obliczone jako stosunek liczby punktów trajektorii z deszczem do całkowitej liczby punktów trajektorii w danych „piksela”.

$\mu\text{g}/\text{m}^3$) i stężeniem siarczanów równym $1.4 \mu\text{g}/\text{m}^3$), współczynnik osłabiania jest niski ($c=0.038 \text{ km}^{-1}$).

Klasa 1 charakteryzuje się właściwościami optycznymi zbliżonymi do klasy 3, ale z niższymi wartościami współczynników b (0.025 km^{-1}), c (0.028 km^{-1}) i AE (1.3) Model NAAPS nie pokazywał znaczących stężeń aerozolu pochodzącego z pożarów i umiarkowane wartości stężenia siarczanów ($1.2 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Prędkość wiatru była trochę wyższa niż w klasie 3 (4.9 m/s), co wpłynęło na obniżenie wartości AE_b , AE i $\text{bb}/b(550)$. Klasa ta charakteryzuje się najniższym $\text{SSA}=0.87$. W przeciwieństwie do pozostałych klas, gdzie punkty pomiarowe były rozrzucone na obszarze całego południowego Bałtyku, punkty należące do klasy 1 skupiały się głównie w rejonie Zatoki Gdańskiej.

Literatura

- Anderson T. L.; Ogren J. A.; 1998; *Determining aerosol radiative properties using the TSI 3563 integrating nephelometer*, *Aerosol Sci. Technol.*; 29; 57–69.
- Dorling S. R., Davies T. D., Pierce C. E., 1992, *Cluster analysis: a technique for estimating the synoptic meteorological controls on air and precipitation chemistry – method and applications*, *Atmospheric Environment*, 26A(14), 2575-2581.
- Friedman B., Herich H., Kammermann L., Gross D. S., Arneth A., Holst T., Cziczko D. J., 2009, *Subarctic atmospheric aerosol composition: 1. Ambient aerosol characterization*, *J. Geophys. Res.*, 114, D13203, doi:10.1029/2009JD011772.
- Hansen A. D. A., 2005, *The Aethalometer*. Magee Scientific Company, Berkeley, CA, USA, 208 str.
- Harris J. M., Kahl J. D., 1990, *A descriptive atmospheric transport climatology for Mauna Loa observatory, using cluster trajectories*, *J. Geophys. Res.*, 95, 13651-13667.
- Moody J. L., Galloway J. N., 1988, *Quantifying the relationship between atmospheric transport and the chemical composition of precipitation on Bermuda*, *Tellus*, 40B, 463-479.
- Omar A. H., Won J.-G., Winker D. M., Yoon S.-C., Dubovik O., McCormick M. P., 2005, *Development of global aerosol models using cluster analysis of Aerosol Robotic Network (AERONET) measurements*, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S14, doi:10.1029/2004JD004874.
- Remiszewska J., 2009, *Własności optyczne aerozolu atmosferycznego w rejonie Zatoki Arabskiej – wyniki badań eksperymentalnych*, Praca doktorska, Instytut Geofizyki, Uniwersytet Warszawski, Warszawa.
- Rozwadowska A., Zieliński T., Petelski T., Sobolewski P., 2010, *Cluster analysis of the impact of air back-trajectories on aerosol optical properties at Hornsund, Spitsbergen*, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 877–893.
- Sheridan P.J., Ogren J.A., 2006, *TSI Model 3563 Integrating Nephelometer Operations Reference Manual*, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Earth System Research Laboratory (ESRL), Global Monitoring Division (GMD), Boulder, Colorado, USA, 15 str.
- Treffeisen R., Herber A., Ström J., Shiobara M., Yamanouchi T., Yamagata S., Holmén K., Kriews M., Schrems O., 2004, *Interpretation of Arctic aerosol properties using cluster analysis applied to observations in the Svalbard area*, *Tellus*, 56B, 457-476.